

natgesteinen wie im Mittel- und Ostabschnitt. Hier treten vor allem eisenhaltige, grobspätige, dunkelgraue Dolomite auf, die häufig von Grünschiefern und Phylliten begleitet werden, so beispielsweise in der Mulde der Weißwände, die an Störungen in Serien der Granatglimmerschiefer nordvergent eingesenkt ist.

Die Tonschiefergruppe ist auf den Südosten der Goldeckgruppe (Weißbachtal) beschränkt. Die metamorphen Schiefer in Grünschieferfazies formen einen bis 3 km breiten und 8 km langen Streifen zwischen den tektonisch angrenzenden Phylliten im Norden (F. ANGEL & E. KRAJICEK) und den Perm-Trias-Gesteinen im Süden. Es sind graugüne bis dunkelgraue Schiefer mit tonschieferähnlichem Habitus, vorwiegend feinkörnige Quarzite, Grauwacken sowie Diabase und deren Abkömmlinge; Karbonatgesteine fehlen. An die Serizitquarzite ist bei Stockenboi schichtförmig eine Zinnobervererzung gebunden. Nach L. LAHUSEN (1972) steht sie in genetischem Zusammenhang mit den umgebenden basischen Metavulkaniten.

Das Alter der Tonschiefergruppe ist bisher noch nicht gesichert. Nach regionalen Vergleichen mit Gesteinen in den Karnischen Alpen und der Nördlichen Grauwackenzone kommt am chresten ordovizisches Alter in Frage.

In der westlichen Goldeckgruppe durchschlagen Lamprophyrgänge diskordant den alten Bau (A. DEUTSCH, 1977). In einem Fall konnten sie bis in das Phyllit-Stockwerk nachgewiesen werden. Nach ihrem Chemismus unterscheiden sie sich nicht von den Gängen im Kreuzeckkristallin.

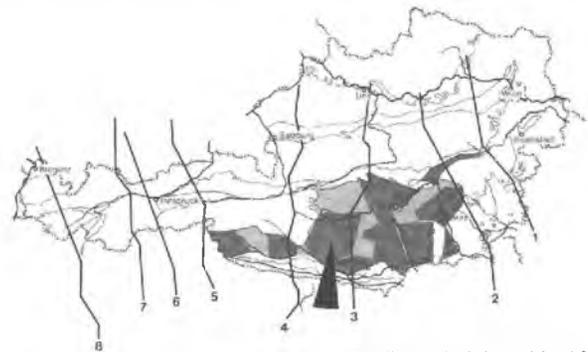
Im Goldeckkristallin pendeln B-Achsen und Mineralelongationen gleichmäßig flach um Ost-West, sieht man vom Siflitzgraben ab, wo steileres Einfallen nach ENE und WSW vorherrscht. Dazu kommt lokal eine SSW-Richtung, die auf einen jüngeren Deformationsplan zurückgeht und z. B. im Tiebelgraben junge Knitterungen erzeugte. Die vereinzelt beobachtete Kataklyse bis in den Kleinbereich, wiederbewegte s-Flächen, Fältelungen, NE-SW und NNW-SSE-streichende Brüche und die lokal ausgebildete zweite Schieferung sind vermutlich ebenfalls erst in alpidischer Zeit entstanden. Dabei sollen in Zonen stärkerer Durchbewegung retrograde, selektiv wirkende Mineralumwandlungen stattgefunden haben, die Chloritisierung von Granat, Biotit und Hornblende sowie Trübungen in den Feldspäten verursachten.

Literatur: ANGEL F. & KRAJICEK E. 1939; DEUTSCH A. 1977; EXNER CH. 1974b; EXNER CH. et al. 1976; FRITSCH W. 1961, 1962 a, b; GEYER G. 1901b; LAHUSEN L. 1969, 1972; SCHWINNER R. 1927, 1943.

3.9.6. Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet)

VON JULIAN PISTOTNIK

Mit Abbildung 96



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Das Nockgebiet, das vom Liesertal im Westen bis zur Linie Murau – Feldkirchen im Osten, vom Murtal im Norden bis zum Ossiacher See und Drautal im Süden reicht, umfaßt geologisch die dem gegen Osten absinkenden Tauernfenster und seinem unterostalpinen Rahmen tektonisch auflagernden höheren ostalpinen Einheiten (siehe auch Kap. 3.9.9.). Über dem Altkristallin und Deckgebirge (Stangalm-Mesozoikum) des Mittelostalpins sensu A. TOLLMANN folgt das

darüber überschobene Oberostalpin, welches über einer Kristallinscholle mit mesozoischer Hülle (Pfannockeinheit) mit dem Paläozoikum der Gurktaler Decke zu den östlichen Gurktaler Alpen (Kap. 3.9.10.) überleitet.

Dieses Gebirge (das Wort „Nock“ deutet auf die rundlichen Formen hin) ist reich an Almen über bewaldeten Talflanken. Die Gipfel, die bis über 2400 m aufsteigen (Eisenhut 2441 m; Gr. Königstuhl 2336 m; Gr. Rosennock 2440 m),

tragen Kare, größere Felsbildungen sind aber eher selten. Nur die Stangalmtrias belebt durch helle Farben und stärkere Felsentwicklung die Landschaft. Gegen Norden nehmen die Höhen allmählich ab (Prankerhöhe 2166 m; Frauental 1997 m; Stolzalpe 1817 m). Die Entwässerung erfolgt im Norden zur Mur, im Westen zur Lieser und im Süden hauptsächlich zur Gurk.

3.9.6.1. Kristallines Grundgebirge (Altkristallin)

Der dem teilweise phyllonitisierten Unterostalpin der Katschbergzone mit einer basalen Diaphthoreszone alpidisch überschobene (nach A. TOLLMANN, 1959, mittelostalpine) Kristallinkomplex des westlichen Nockgebietes läßt mit seiner wechselnden Folge von Paragneisen und Glimmerschiefern die Spuren einer Tektonik erkennen, die durch die Einbeziehung von datierten Orthogneisen (Devon) und Überlagerung durch geringer metamorphe permomesozoische Sedimente als variszisch einstuftbar ist.

Im Süden wird der Bereich zwischen Villach und Spittal/Drau bis nördlich des Millstätter Sees von einer Paragneisserie eingenommen, in der die granat- und staurolithführenden (Biotit-) Plagioklasgneise häufig in quarzitischer Typen übergehen. Vereinzelt sind darin Marmore und (Granat-)Amphibolite, häufiger Übergänge in Glimmerschiefer enthalten. Letztere dominieren im hangendsten Anteil nördlich des Millstätter Sees, wo den Glimmerschiefern auch mächtige Marmore sowie Amphibolite eingeschaltet sind. Diese Millstätter Serie (Liesergneise und Millstätter Glimmerschiefer) R. SCHWINNERS (1927) zeigt eine intensive pegmatitische Beeinflussung, die auch für den Mineralreichtum (z. B. Lieserschlucht) verantwortlich und nach R. SCHWINNER (1927) auf den (mittlerweile kaledonisch datierten, R. GÖD, 1976) Villacher Granitgneis zurückzuführen ist.

Über der gegen Norden absinkenden Millstätter Serie folgt, aus der südlichen Reißbeckgruppe die Lieser nach Osten überschreitend, ein Glimmerschieferkomplex, der – im Süden des Nockgebietes als Radentheiner Glimmerschiefer bezeichnet (R. SCHWINNER, 1927) – flächenmäßig die Hauptmasse des Kristallins der Nockberge stellt und, nördlich des Murtales weiterstreichend, von den Wölzer Glimmerschiefern der Niederen Tauern nicht abtrennbar ist. In diesen Gesteinen dominiert meist Hellglimmer gegenüber Biotit; sie führen (in wechselnder Häufigkeit und Größe) fast überall Granat, daneben seltener Staurolith (retrograd umgewandelt, CH. EXNER, 1967) und Disthen (Millstätter Alpe). Übergänge in feldspatführende oder quarzitischer

Typen sind ebenso wie solche in Paragneise lagenweise immer wieder anzutreffen. Meist als geringer mächtige Einschaltungen finden sich Amphibolit- und Marmorzüge besonders in den vermutlich liegenden Anteilen im Bereich des Murtales und seiner Nebentäler sowie nördlich und östlich des Millstätter Sees (hier liegt die Magnesitlagerstätte von Radenthein).

Mächtigerer Paragneise mit vielfältigen Übergängen in Quarzite sind wiederum im Hangenden der Glimmerschiefer anzutreffen. Sie treten im Gebiet nördlich Innerkrams bis Tamsweg, von dort dem Murtal abwärts (nördlich bis zur Talfurche des Leißnitzbaches ausgreifend) bis Stadl/Mur folgend und von Stadl gegen Süden den Kamm der Würflingerhöhe bildend, auf. Ein weiteres größeres Verbreitungsgebiet liegt im Bereich Rosennock – Kolmnock westlich Bad Kleinkirchheim (Priedröf-Gneise, R. SCHWINNER, 1927).

Als tektonische Linsen und Lamellen in Priedröf-Gneise und Glimmerschiefer eingeschaltet treten die Bundschuh-Orthogneise auf. Primäre Kontakte, die eine Platznahme dieser Mikroklin-Augengneise im umgebenden Kristallin belegen würden, sind nirgends vorhanden. Gesamtgesteins-Altersbestimmungen (Rb/Sr) ergaben für die Orthogneise im Kremstal Alter von 371 ± 12 und 381 ± 30 Mio. J. (R. A. CLIFF, 1968; C. J. HAWKESWORTH, 1976).

Sonstige altersmäßige Belege für das Kristallin liegen bisher nicht vor, doch kann auf Grund des Serienbestandes zumindest für die mit Marmoren und Amphiboliten verbundenen Glimmerschieferbereiche (im Vergleich mit eingestuftem, schwächer metamorphem ostalpinem Altpaläozoikum) die Annahme, daß es sich dabei um altpaläozoisches Ausgangsmaterial handelt, als wahrscheinlich gelten.

Die metamorphe Prägung des Kristallins mit der weiten Verbreitung von almandinreichem Granat, ferner Staurolith und Disthen, läßt gegenüber dem transgressiv auflagernden Mesozoikum einen Hiatus erkennen, der diese als voralpidisch kennzeichnet. Abgesehen von Diaphthoresc-Erscheinungen an Bewegungsbahnen ist eine jüngere epimetamorphe Überprägung, die das autochthone Mesozoikum mit erfaßte und als Auswirkung einer altalpidischen Metamorphose (ca. 90 bis 100 Mio. J., C. J. HAWKESWORTH, 1976) datiert wurde, allgemein vorhanden.

Im nordöstlichen Abschnitt des Nockgebietes (Murtal – Paalgraben) treten als Hangendanteil des Kristallins, von diesem durch die schwächere metamorphe Prägung unterschieden, vielfach dünnlagig-quarzitischer, häufig kleine Granate führende „Phyllitische Glimmerschiefer“ (H. STOWASSER, 1956; A. THURNER, 1958;

Geologische Übersichtsskizze des Nockgebietes
 J. PISTOTNIK 1978

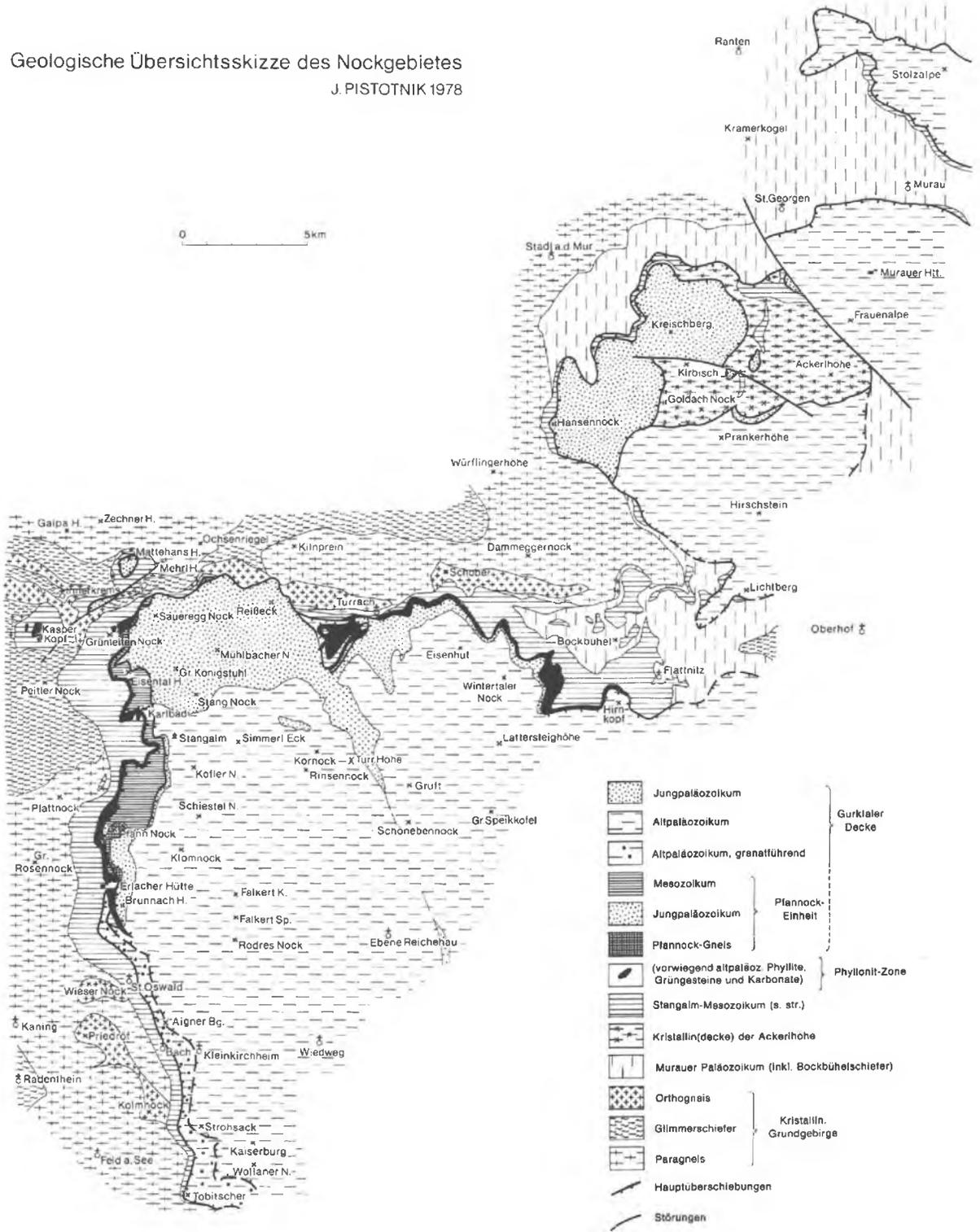


Abb. 96. Geologische Übersichtsskizze des Nockgebietes

P. BECK-MANNAGETTA, 1959b) auf. In Karbonatlagen dieses Gesteinspaketes gelang mittels Conodonten der Nachweis altpaläozoischen Alters (F. EBNER et al., 1977), sodaß darin eine Fortsetzung des nördlich der Mur anschließenden Murauer Paläozoikums gesehen werden kann. In gleicher Position und ebenfalls mit gröberkörnigen Bänderkalkeinschaltungen (ähnlich den Murauer Kalken), bisher aber ohne Altershinweis, sind im Bereich der Flattnitz im Liegenden der Stangalmtrias chloritoidführende, teilweise graphitische Schiefer vorhanden, die jedoch von H. STOWASSER (1956) mit triadischen Schiefen unter der Bezeichnung Bockbühelschiefer zusammengefaßt wurden.

3.9.6.2. Stangalm-Mesozoikum (s. l.)

Den verschiedenen Elementen des Grundgebirges lagert eine vorwiegend aus Karbonatgesteinen bestehende Sedimentfolge auf, in der durch K. HOLDHAUS (1921) durch Fossilfunde Triasalter nachgewiesen wurde. Die Diskussion, ob mesozoisches Alter für den gesamten Gesteinszug anzunehmen oder daran auch Paläozoikum beteiligt sei, fand erst mit der umfassenden Bearbeitung durch H. STOWASSER (1956) einen Abschluß. Dieser Autor belegte durch das Auftreten der gleichen Gesteinstypen in der Gesamtlänge des Zuges von Innerkrems gegen Osten bis nördlich Murau (Stolzalpe) und gegen Süden bis über Bad Kleinkirchheim hinaus das einheitlich mesozoische Alter und nahm für die Abfolge einen Umfang vom Permoskyth bis in den Jura an. Das Auftreten dieses Mesozoikums als Deckenscheider zwischen unterlagerndem Kristallin und dem Paläozoikum der Gurktaler Decke nahm, zusammen mit anderen vergleichbar gelagerten Mesozoika, A. TOLLMANN (seit 1959) zum Anlaß für die Abtrennung eines mittelostalpinen Stockwerkes, wobei er noch einige im Randbereich der Gurktaler Decke gelegene Karbonatgesteinsvorkommen, gegen Osten bis in den Raum von Mühlen bei Neumarkt, dem nunmehr mittelostalpinen Mesozoikum zählte. Das bisher fossillere Vorkommen von Mühlen (P. PLOTENY, 1957) ist infolge des gegenüber dem sonstigen Mesozoikum eher untypischen Gesteinsbestandes und einiger Übergänge in die umgebenden Phyllite wahrscheinlicher als Paläozoikum zu werten, der Dolomit von Kaendorf südwestlich Murau – nach A. TOLLMANN (1977b) eine mitgeschürfte Triasscholle an der Basis seiner Stolzalpendecke – lieferte altpaläozoische Conodonten (F. EBNER et al., 1977). Gegenüber der ursprünglichen Auffassung eines einheitlichen Mesozoikumszuges im Sinne H. STOWASSERS (1956) sind durch die in den letzten Jahren erkannte Trenn-

barkeit zweier mesozoischer Serien (Stangalm-mesozoikum s. str. und Pfannockeinheit; K. LIEGLER, 1971; J. PISTOTNIK, 1974; A. TOLLMANN, 1975a) Abfolge und stratigraphische Zuordnung der Schichtglieder zu modifizieren, wobei diese Neuordnung derzeit noch kein gesichertes Gesamtbild erlaubt.

3.9.6.2.1. Stangalm-Mesozoikum (s. str.)

Da dieser eingeführte Begriff nur in seinem Umfang (durch Wegfallen der Obertrias- und Juraanteile), nicht aber bezüglich räumlicher Erstreckung, tektonischer Aussage und Stellung eine Änderung erfahren hat, wird ihm gegenüber der Bezeichnung „Melitzen-Scholle“ A. TOLLMANNs (1975a) der Vorzug gegeben.

Das Stangalmmesozoikum s. str. (vgl. Abb. 113) umfaßt eine epimetamorphe zentralalpine Abfolge, die transgressiv verschiedenen Gesteinen des kristallinen Grundgebirges auflagert und mit (permo-)skythischen, z. T. konglomeratischen Quarziten einsetzt. In deren Hangendem ergibt sich mit dem Einsetzen von Rauhwacken- und Dolomitlagen in den Quarziten (Alpiner Röt) der Übergang in die karbonatische Mitteltrias mit dünnbankigen, dunkelgrauen, lagenweise quarzsandigen und schiefrigen Dolomiten, Kalkphylliten und Bänderkalken sowie Dolomit- und Hornsteinschlierenkalken. Darüber entwickelt sich aus dünnbankigen, mittel- bis dunkelgrauen Dolomiten der mächtige, vorwiegend helle, kristalline Wettersteindolomit, der das Haupt- und Leitgestein des Zuges bildet und öfters (vor allem in den hangenden Anteilen) bis mehrere Meter mächtige Schieferlagen (partim Bockbühelschiefer H. STOWASSERS, 1956) enthält. An manchen Stellen (Obere Sauereggalm, südliche Eisentalhöhe, Erlacher Bock) folgen über dem Wettersteindolomit noch (teilweise konglomeratische) phyllitische Schiefer, die – da mit diesem primär verbunden – der Triasabfolge als Äquivalente der Raibler Schichten zugezählt werden müssen. Früher der Stangalm-Serie zugezählte, in der Flattnitz und im Gebiet zwischen Innerkrems und der Erlacher Hütte darüber folgende Bänderkalke, teilweise mit Hornstein (Karn nach J. PISTOTNIK, 1975) sowie mit diesen gemeinsam auftretende rötliche, radiolarienführende Kalke (Leckenschober, nördlich Erlacher Hütte; Jura H. STOWASSERS, 1956) liegen über einem fast durchgehend verfolgbaren phyllonitischen Bewegungshorizont (Karlwandschuppe A. TOLLMANNs, 1975a), der zumindest stellenweise sichere altpaläozoische Phyllite und Grünschiefer enthält, und müssen daher derzeit als altersunsicher (altpaläozoische Karbonate, verschleppte Mesozoikumsspäne?) gelten.

3.9.6.2.2. Pfannockeinheit

Die Pfannockeinheit (vgl. Abb. 113) umfaßt über einer mittransportierten Scholle des Grundgebirges (dem großteils mylonitisierten, aber grundsätzlich den Bundschuh-Orthogneisen vergleichbaren Pfannockgneis) eine diesem transgressiv auflagernde Sedimentserie, die sich durch die deutlich schwächere (anchizonale) Metamorphose von der Stangalmtrias unterscheidet. Die Abfolge beginnt mit pflanzenführendem, kontinental-klastischem Oberkarbon (Pfannockkarbon) und reicht über permoskythische, rote Klastika (Bockbrekzie, Werfener Schichten), anisische Dolomite mit Sandlagen, Wettersteindolomit, geringmächtige Schiefer (Karn), oberkarnische algenreiche Dolomite, Hauptdolomit und Plattenkalk bis zum Rhät (Kössener Schichten) der Eisentalhöhe.

3.9.6.3. Gurktaler Decke

Die epimetamorphe, altpaläozoische Hauptmasse dieser oberostalpinen Einheit umfaßt neben Abkömmlingen klastischer Sedimente (Gurktaler Quarzphyllite) die Derivate basischer sowie saurer bis intermediärer Vulkanite und deren Tuffe (Eisenhutschiefer, Metadiabasserie) und meist geringmächtige, linsige Karbonateinschaltungen (Eisendolomite, Bänderkalke). Die tektonische Vermengung dieser Gesteine im Zuge zweier Orogenesen erlaubt trotz Fossilfunden an einigen Stellen mit Schwerpunkt Silur- bis Unterdevon-Alter (R. HÖLL, 1970; F. EBNER et al., 1977) noch keine detaillierte Analyse, läßt aber eine weitgehende Übereinstimmung der Abfolge mit den Paläozoikumgebieten Mittelkärntens und der Grauwackenzone erkennen.

Stärker metamorphe Komplexe im Bereich des Nockgebietes liegen im Kristallin der Ackerlhöhe (südwestlich Murau) mit (teilweise phyllo-nitischen) feldspatreichen Glimmerschiefern und Paragneisen vor, die vermutlich mitgeschleppte Kristallinanteile darstellen.

Stellenweise in transgressivem Verband mit dem Altpaläozoikum (Mallnock-Westhang, K. LIEGLER, 1970), treten jungpaläozoische kontinental-klastische Gesteinsfolgen auf, die in den feinerkörnigen Anteilen vielfach reiche Oberkarbonfloren geliefert haben (z. B. Königstuhl – Stangalpe, Turracher Höhe, Brunnach-Höhe; W. J. JONGMANS, 1938; J. TENCOV, 1978). Im Gebiet der Werchzirbenalpe, des Königstuhls und zwischen Paal- und Lorenzengraben lagern über dem überwiegend aus Quarzkonglomeraten bestehenden Oberkarbon vermutlich permische, pelitisch-psammitische Rotsedimente mit einzelnen gröberklastischen Lagen (Werchzirmschichten, R. SCHWINNER, 1931).

3.9.6.4. Tektonik

Das im Westen dem Unterostalpin des Rahmens der Hohen Tauern alpidisch überschobene (Phyllonitisation, basale Diaphthorese) Kristallin des Nockgebietes zeigt mit der alternierenden Abfolge von Paragneis- und Glimmerschieferserien, den tektonisch isolierten Orthogneisspänen und den gegenüber den alpidischen Achsen (W-E bis NW-SE, jüngere Überprägung N-S) verwinkelten, WSW-ENE-orientierten Hauptstrukturrichtungen (erkennbar vor allem an der Anordnung der Orthogneisslamellen) die Züge des variszischen Bauplanes. Die autochthone, postvariszische Sedimentserie des Stangalmmesozoikums (s. str.) übergreift diskordant die verschiedenen Elemente des Untergrundes. Durch die alpidische Tektonik ist sie fast überall vom Grundgebirge abgelöst, basal verschuppt und wird hauptsächlich im Niveau des karnischen Schieferbandes (nur lokal greift die Abscherung tiefer) durch die Überschiebung der oberostalpinen Einheiten (Gurktaler Decke mit Pfannockeinheit) gekappt. Markiert wird diese Überschiebungsfläche durch (vom übrigen Altpaläozoikum nicht zu unterscheidende) Phyllite und Grünschiefer, über denen die Pfannockeinheit nach Norden (aus den großräumigen E-W-Achsen erkennbar) transportiert und dabei basal teilweise bis zur Obertrias zugeschnitten wurde (woraus sich durch Überlagerung der Mitteltrias des Stangalmzuges im Bereich der Eisentalhöhe die eine einheitliche Abfolge vortäuschende Scheinserie ergab). Die tektonische Überlagerung der Pfannockeinheit durch das Paläozoikum der Gurktaler Decke wird derzeit bezüglich ihres Zustandekommens noch unterschiedlich interpretiert. Nach A. TOLLMANN (1975 a, 1977 b) wurzelt die Pfannocktrias paläogeographisch – auf Grund der sandigen Ausbildung des Anis – im südlichsten Oberostalpin (Drauzug), wird zunächst auf einen nördlichen Anteil der Gurktaler Decke überschoben und in einer zweiten (Nach-) Schubphase des Südteiles der Gurktaler Decke unter letzterem eingewickelt. Das fazielle Argument des sandigen Anis dürfte allerdings für so weitreichende Konsequenzen nicht unbedingt ausschlaggebend sein (zumindest ohne genauere Analyse), da solche klastische Einstreuungen zu Beginn der geosynklinalen Einsenkung auch in anderen Bereichen (nicht nur im Drauzug; vgl. TH. BECHSTÄDT, 1978) vorstellbar sind und beispielsweise auch in der – primär nicht unmittelbar anschließenden – jetzt unterlagernden Stangalmtrias in zeitlich vergleichbarem Niveau auftreten. Ein Vergleich der Mächtigkeit des Permoskyths im Drauzug (einige hundert Meter) und in der Pfannockeinheit (ca. 30 m) legt eben-

falls eine Gleichsetzung nicht unmittelbar nahe. Als weiteres Argument gegen die Herleitung der Pfannock-Einheit über die Gurktaler Decke als völlig selbständiges Element kann die transgressive Verknüpfung des Oberkarbons der Brunnach-Höhe einerseits in aufrechter Lagerung mit dem Pfannock-Gneis (H. STOWASSER, 1956; J. PISTOTNIK, 1977; von A. TOLLMANN, 1975a, 1977 b, als tektonische Grenze angenommen) und andererseits in inverser Lage mit den Gurktaler Phylliten des Mallnock (K. LIEGLER, 1970) gewertet werden. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache wäre ein Hochschürfen der Pfannocktrias mit – eventuell eine Kristallinschwelle bildendem – Grundgebirge (Pfannock-Gneis) im Zuge des Transportes der Gurktaler Decke und die gemeinsame weitere Verfrachtung eine den Beobachtungen eher gerecht werdende Vorstellung.

Vorläufig ungeklärt ist die Herkunft des im Nordosten des Nockgebietes auftretenden Kristallins der Ackerlhöhe, das (mit auflagernden

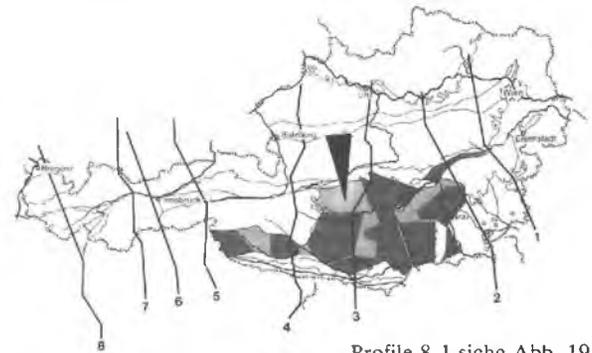
Mesozoikumsresten) im Norden auf das hier den Untergrund bildende Murauer Paläozoikum überschoben ist, im Süden über Gurktaler Altpaläozoikum mit eingeklemmten Oberkarbon-Spänen aushebt und seinerseits vom Oberkarbon des Paaler Konglomerates überlagert wird. Auch dabei dürfte es sich um eine von Teilbereichen der Gurktaler Decke mitgeschürfte Scholle von Grundgebirge handeln, die eventuell über eine Großfalte und eine bisher nicht lokalisierbare tektonische Fuge innerhalb der Gurktaler Decke aus dem Untergrund hochgeschleppt wurde (F. NEUBAUER, 1978).

Literatur: ANDERLE N. et al. 1964; BECHSTÄDT TH. 1978; BECK-MANNAGETTA P. 1959b; CLIFF R. A. 1968; EBNER F. et al. 1977; EXNER Ch. 1967; GÖD R. 1976; HAWKESWORTH C. J. 1976; HÖLL R. 1970; HOLDHAUS K. 1921; JONGMANS W. J. 1938; LIEGLER K. 1970; NEUBAUER F. 1978; PISTOTNIK J. 1975, 1977; PLOTENY P. 1957; SCHWINNER R. 1927, 1931; STOWASSER H. 1956; TENCOV J. 1978; THURNER A. 1958; TOLLMANN A. 1959, 1975 a, 1977 a, b.

3.9.7. Die Schladminger und Wölzer Tauern

VON ALOIS MATURA

Mit Abbildung 97



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Die Schladminger Tauern sind ein Hochgebirge mit schroffen Formen, steilen, oft felsigen Talflanken und eher düsterem Landschaftscharakter. Die Gipfel und Grate, von denen viele zwischen 2400 m und 2800 m hoch sind (Hochgolling, 2863 m; Hohe Wildstelle, 2747 m), haben viele Kare mit gelegentlich ausdauernden Firnflecken und zahlreichen Bergseen. Reizvoll ist der Gegensatz zu den hellen Kalkbergen der Radstädter Tauern. Mit abnehmenden Höhen und in der Almregion zunehmend begrünt, setzen die Schladminger Tauern gegen Osten in die Wölzer Tauern fort (Sübleiteck, 2509 m; Schober Spitze, 2423 m; Hohenwart, 2301 m). Beide gehören zu den Niederen Tauern, die vom Mur- töl bis zum Palten-Liesingtal reichen.

3.9.7.1. Grundzüge des geologischen Baues

Das Gebiet ist vorwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebaut, die dem ostalpinen Altkristallin zugeordnet werden. Den westlichen Teil bilden die Schladminger Tauern, in welchen Orthogneise, Migmatit- und Paragneise dominieren, den östlichen Teil die Wölzer Tauern mit Glimmerschiefern und Marmoren. Die Gneise der Schladminger Tauern tauchen gegen Osten flach unter die Glimmerschieferzone ab. Den nördlichen Rahmen bildet entlang der Südflanke des Ennstales die Ennstaler Phyllitzone, die zur Grauwackenzone gehört (siehe 3.6.7.). Sie hat eine höhere geologische Position, da sowohl die